

半経験的手法を用いた猿投-高浜断層帯における強震動予測

Estimation of strong ground motion during the earthquake along the Sanage-Takahama fault zone using semi-empirical method

檜下峰治[†] 倉橋奨^{††} 正木和明^{†††} 入倉孝次郎^{††††}

Mineharu KASHISHITA, Susumu KURAHASHI, Kazuaki MASAKI and Kojiro IRIKURA

Abstract: In this study, strong motion analysis was performed in the case that an earthquake will occur along the Sanage-Takahama fault zone using semi-empirical method (Irikura et al, 1986). At first, the method used in this study was confirmed by reproducing the strong motion records in the Mie-ken Hokubu earthquake of April 22, 1998. The small earthquake record (an element event) is necessary for estimating strong motion by using semi-empirical method. However, in the case of the present study, an element event has not been observed. Therefore, an element event was composed by using empirical site amplification effect calculated with the observed records at the K-net sites, relating with source and attenuation characteristics of the event. Strong motion records were composed in some cases that asperity locations were different. It was known that seismic intensities during the earthquake of the Sanage-Takahama fault zone were depended on the locations of asperities. It means that an information on asperities is important for estimating strong motion along a fault.

1 序論

1.1 背景

大地震が想定される震源域近傍において大きな被害が危惧される地点での地震動を適切に予測することができれば、防災対策及び被害軽減に大きな効果が見込まれる。兵庫県南部地震の教訓から様々な手法により強震動予測されている。

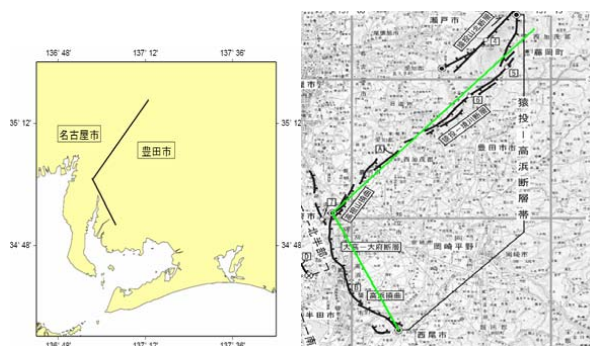
強震動を予測する方法として大きく分けて経験的手法、半経験的手法、理論的手法がある。経験的手法は兵庫県南部地震以降重要であるとされている予測波形及びスペクトルを導き出せないという欠点がある。理論的手法は、被害に影響する短周期成分を評価できない。半経験的手法は、要素地震を時間ずれを考慮して足し合わせる方法で比較的簡便な計算で強震動予測できる点から半経験的手法を用いた強震動予測が多数なされている。¹⁾²⁾

1.2 目的

中部地区には活断層が集中している。このうち愛知県にある猿投-高浜断層帯は、地震調査委員会の「長期評価」³⁾によれば、

豊田市藤岡町から大府市を経て、西尾市に至る長さ 51km の断層帯で、発生すれば尾張・西三河地域に甚大な被害を及ぼす可能性がある。将来の地震発生確率は、今後 300 年以内ではほぼ 0% (地震調査委員会, 2004) であるが、他の断層に比べデータが少ないため予測精度が悪く信頼性に欠ける。

本研究では、震源パラメータを決定する際に提案されている強震動予測レシピ(入倉, 2004)⁶⁾を用いて猿投-高浜断層帯の震源パラメータを作成し、半経験的手法により強震動予測を行った。

図 1 猿投-高浜断層帯³⁾

(線: 本研究で設定した地表トレース)

表 1 長期評価による猿投-高浜断層帯の諸元³⁾

確実度	活動度	長さ(km)	地震規模(M)	活動履歴等			
				断層のタイプ	断層面の傾斜(度)	平均変位速度(m/千年)	活動間隔(万年)
I	B	51	7.7	逆断層	50-60	0.1	4
							1万4千

[†] 愛知工業大学大学院建設システム工学専攻^{††} 愛知工業大学大学院工学研究科(豊田市)^{†††} 愛知工業大学工学部都市環境学科(豊田市)^{††††} 愛知工業大学地域防災研究センター客員教授

2 研究方法

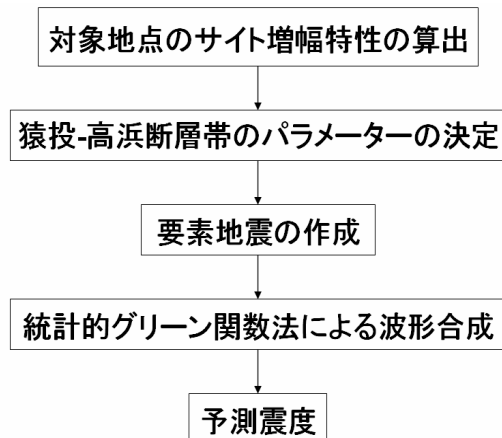


図 2 本研究のフローチャート

3 半経験的手法

半経験的手法の概念を説明する。Irikura 論文⁶⁾を引用すると一般に大地震の断層面は小地震のものより大きいと考えられ、分割した断層面から発生する地震と小地震は一緒であると考えられる。それを破壊伝播、すべり進行による空間的、時間的なものを考慮して足し合わせることで大地震を評価するものである。想定する震源域で発生した小地震を合成するのが経験的グリーン関数法、適当な観測記録がない場合、人工的に小地震を作成し合成させる方法が統計的グリーン関数法である。

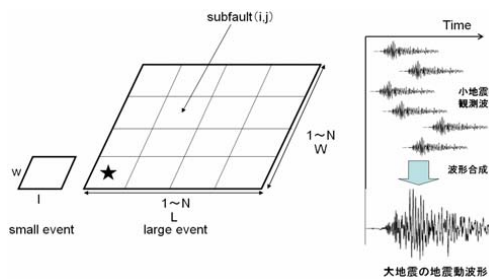


図 3 半経験的手法の概念図²⁾

4 半経験的手法の有効性の検討

半経験的手法による強震動予測の有効性を 1998 年 4 月 22 日に発生した三重県北部地震で検証した。

4.1 使用する余震記録

三重県北部地震では前震と余震が観測されていることから経験的グリーン関数法による強震動シミュレーションを行った。要素地震は、規模が比較的大きく、F-net による震源メカニズムが本震と類似している 1998 年 5 月 17 日の余震記録とした。

4.2 震源のモデル化

今回の周波数解析範囲は 0.3Hz から 10Hz の範囲で、加速度・速度・変位の解析を行った。尚、観測記録にノイズが多い地点については除外した。解析手順・結果を以下に記す。

①大地震と小地震の断層長さの比 N 、応力降下量比 C は式 (1),(2) で求める。

$$U_0 / u_0 = M_0 / m_0 = CN^3 \dots\dots\dots (1)$$

$$A_0 / a_0 = CN \dots\dots\dots (2)$$

②アスペリティサイズ、破壊速度、本震の立ち上がり時間、破壊開始点は、これらを変数として強震動シミュレーションを行い最適解を求めた。ただし、強震動はアスペリティのみから生成されると仮定し、背景領域は考慮していない。また、破壊は開始点から円状に伝播すると仮定した。震源モデルの優劣は合成変位波形と観測変位波形の相関係数により比較した。

三重県北部地震のメカニズムは F-net で推定されているが、余震分布からもメカニズムを推定することができる。その結果から $\text{str}=150^\circ$ 、 $\text{dip}=67^\circ$ というメカニズムを得た。これらのメカニズムをそれぞれ用いて強震動シミュレーションを行った結果、余震分布のメカニズム解の方が相関係数が大きく最適であると考えられる。本研究で得た最適震源モデルを表 2 に示す。

表 2 三重県北部地震の最適震源モデル

震源位置	35.132N,136.585E
メカニズム[STR:DIP:RAKE]	150° :67° :53°
震源深さ	10.0km
地震モーメント	6.74*10 ¹⁶ Nm
アスペリティの面積	30.3km ² (5.5km*5.5km)
重ね合わせ数 (N_L*N_W)	5*5
応力降下量比 C	1.41
上端深さ	7.25km
S 波速度 V_s	3.3km/s
破壊伝播速度 V_r	3.1km/s
立ち上がり時間 T	0.5s
破壊開始点	(3,3)

4.3 最適震源モデルの合成波形

図 4 に津島(AIC003)、名古屋(AICH04)、亀山(MIE004)、上石津(GIF022)における観測波形と合成波形の比較を示す。

各地点とも合成波形形状や継続時間は観測波形と良く一致しており、変位波形は最大変位も良く一致している。しかし、加速度では地点により過小・過大評価されている。このことを検証するため合成と観測の最大加速度比を震源から観測点の方向別にプロットした。図 5 に示す。

その結果、震源の西側で最大加速度が過小評価され、東

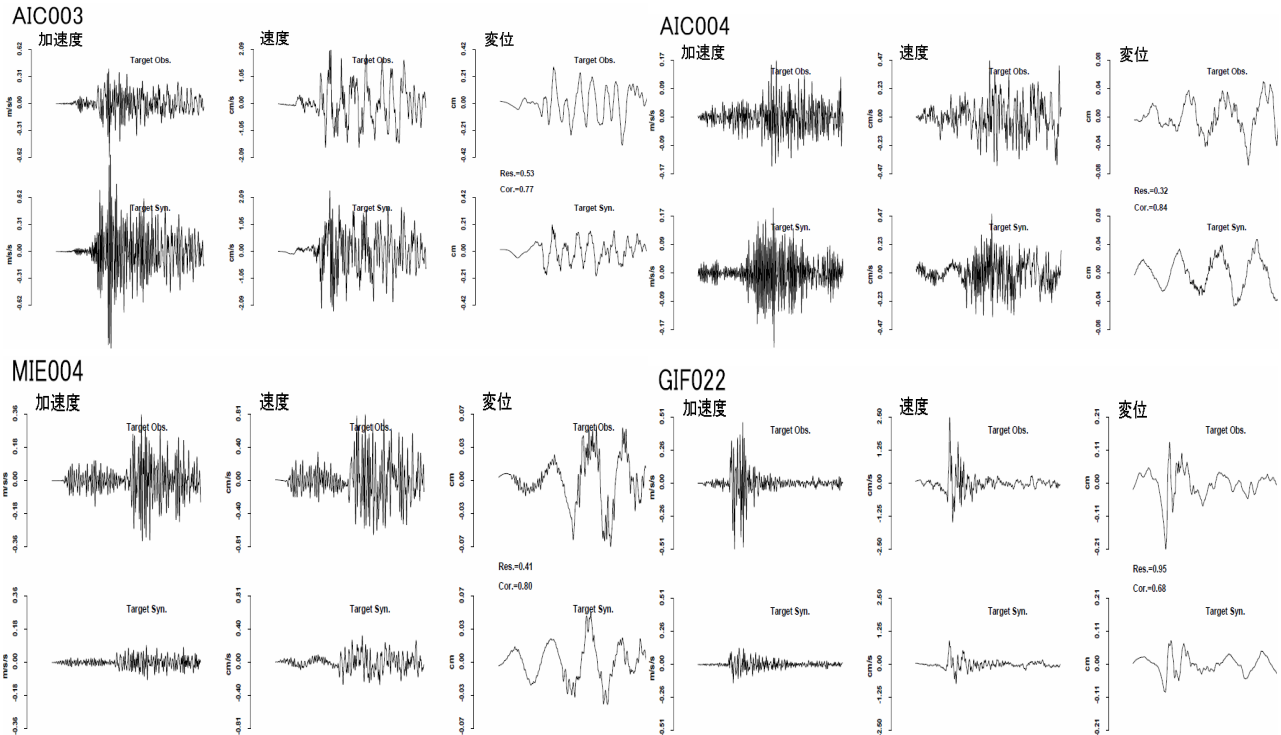


図 4 津島 (AIC003)、名古屋 (AIC004)、亀山(MIE004)、上石津(GIF022)での観測波形と合成波形との比較
(各地点とも上から観測波形、合成波形 左から加速度波形、速度波形、変位波形)

側で過大評価されていることが分かった。これは実地震では、震源の破壊伝播様式は複雑であり、破壊伝播の方向が異なるためである。

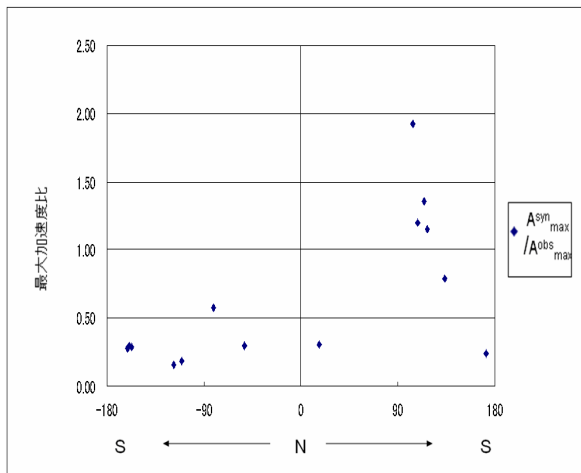


図 5 $A_{\max}^{\text{syn}}/A_{\max}^{\text{obs}}$ と震源から観測点の方向の関係

5 猿投-高浜断層帯の強震動シミュレーション

前章で三重県北部地震において、半経験的手法の有効性を示した。そこで猿投-高浜断層帯において、この手法を用いて強震動シミュレーションを行った。猿投-高浜断層帯は適切な観測記録がないことから、要素地震を作成する必要がある。

地震動は周波数領域で表現すると、

$$A(f) = S(f) * P(f) * G(f) \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 $A(f)$: 観測スペクトル、 $S(f)$: 震源特性

$P(f)$: 伝播経路特性、 $G(f)$: サイト増幅特性

と表せる。

$S(f)$ 、 $P(f)$ は理論的に求めることができる。つまり要素

地震作成には、各地点におけるサイト増幅特性 $G(f)$ が必要となる。サイト増幅特性は理論的にも求まるが観測された地震を用いることで経験的なサイト増幅特性が算出できる。

5.1 サイト増幅特性の算出

サイト増幅特性の算出には鶴来・他(1997)⁵⁾による方法を用いた。

この方法の概念は、図 6 のように過去の観測記録の $A(f)$

と理論的に求めたその地震の $S(f) * P(f)$ の比を求めることである。そして、その比こそが対象とした地震のサイト増幅特性である。それをいくつかの地震で行い平均したものをその地点のサイト増幅特性とした。この方法より個々の地点特有の経験的なサイト増幅特性が求められた。

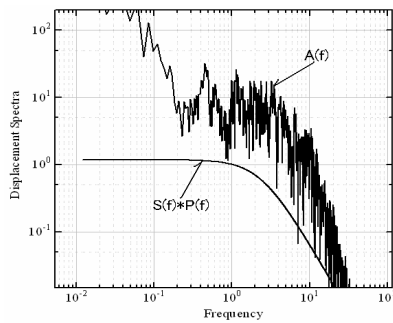


図 6 サイト増幅特性の概念

AICH04 において算出された結果を図 7 に示す。このサイトでは野津・長尾(2005)でも観測記録を用いた違う方法でサイト増幅特性が推定されているためそれと比較した結果、概ね一致した結果となり、解析結果は適用可能と判断した。

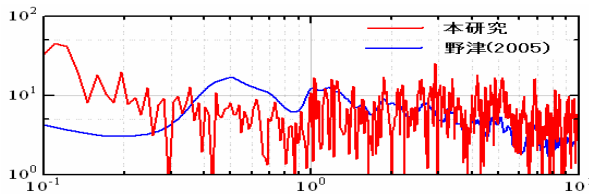


図 7 算出されたサイト増幅特性

5.2 猿投-高浜断層帯の震源パラメータの決定

震源パラメータの決定に関しては強震動予測レシポを参考とした。これは強震動予測をする際、誰が計算しても同じ答えが得られる様に震源パラメータを推定する方法が記されている。

強震動予測には、巨視的パラメータと微視的パラメータが必要である。巨視的パラメータは、想定地震断層の位置、長さ、幅、走向、傾斜や地震モーメントなど震源域全体のことであり。微視的パラメータは、各断層内のアスペリティの位置、大きさ、個数など震源域内のすべりの不均質分布を表す量である。

設定した断層モデルを図 8 に巨視的・微視的パラメータ・小断層のパラメータを表 3,4,5 に示す。

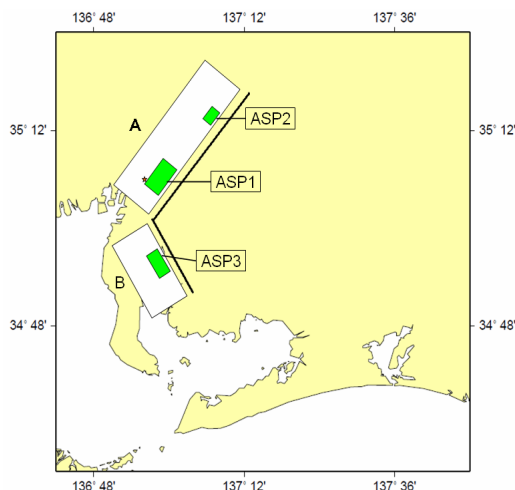


図 8 断層モデル

(線:地表トレース、ASP:アスペリティ、☆:破壊開始点)

表 3 猿投-高浜断層帯巨視的パラメータ

	A	B
走向	42°	335°
傾斜角	65°	
上端(km)	3	
下端(km)	20	
深さ(km)	17	
幅 W(km)	19	
長さ L(km)	35	17
セグメントの面積 S_1, S_2 (km ²)	665	323
面積 S(km ²)	988	
地震モーメント M_0 (dyne・cm)	5.43E+26	
モーメントマグニチュード M_w	7.1	
S 波速度 V_s (km/s)	3.3	
破壊伝播速度 V_R (km/s)	2.38	
平均応力降下量 $\Delta \sigma_c$ (MPa)	1.83	
加速度レベル A_0 (dyne・cm/s ²)	2.01E+26	

表 4 猿投-高浜断層帯微視的パラメータ

	A	B
全アスペリティ	S_a (km ²)	135.602
	S_{a1}, S_{a2}	91.27 44.33
	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.31 13.31
	M_{0a} (dyne・cm)	4.77E+25 1.61E+25
第 1 アスペリティ	S_{a11} (km ²)	66.38
	$\Delta \sigma_{a11}$ (MPa)	13.31
	M_{0a11} (dyne・cm)	2.96E+25
	N	5
第 2 アスペリティ	S_{a12} (km ²)	24.89
	$\Delta \sigma_{a12}$ (MPa)	13.31
	M_{0a12} (dyne・cm)	6.79E+24
	N	3
第 3 アスペリティ	S_{a2} (km ²)	44.33
	$\Delta \sigma_{a2}$ (MPa)	13.31
	M_{0a2} (dyne・cm)	1.61E+25
	N	4
C		0.94 0.99

表 5 小断層のパラメータ

s (km ²)	2.760
$\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.31
m_0 (dyne・cm)	2.53E+23
fc	1.3

アスペリティの位置について推定するために必要な情報は得られていない。そこで、これらの位置については都市部に近い位置に置くこととした。なお、アスペリティ内部及び小さなア

スペリティから破壊開始しないことから第 1 アスペリティ下端に破壊開始点をおいた。

5.3 要素地震の作成と波形合成

(3)式へ各観測点の $G(f)$ 、猿投-高浜断層帯における

$S(f) \cdot P(f)$ 、 m_0 、位相特性を考慮して、フーリエ逆変換して要素地震とした。

この要素地震を基として、図 9 に示す地点において波形合成を行った。

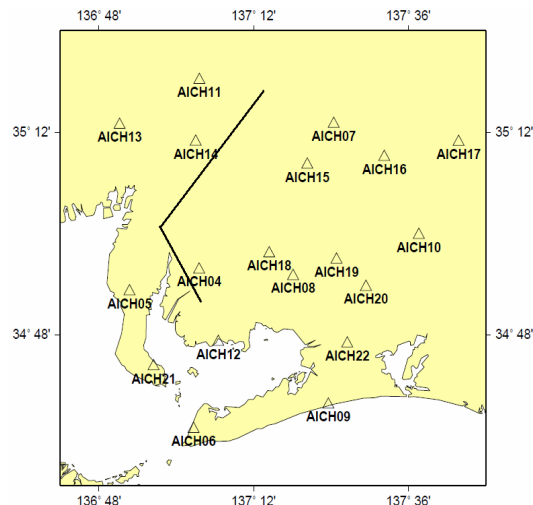


図 9 断層地表トレースと観測点(△:観測点)

5.4 予測結果

強震動予測結果の検証は、震度情報や観測情報が得られていない場合は、距離減衰式との比較を行うことが一般的な検証方法となっている。¹⁾

本研究では司・翠川(1999)⁷⁾の距離減衰式と工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)における予測結果の最大速度を比較した

図 10 に、安城(AICH04)、常滑(AICH05)、長久手(AICH14)

についての合成波形、表 6 に断層近傍の計測震度及び震度階、図 11 に距離減衰式との比較を示す。波形合成の結果、長久手においては長久手から近い ASP1、遠い ASP3 の影響をうけ振幅が大きい部分が 2 箇所現れる波形となった。他の 2 地点においては、それぞれのアスペリティがうまく合成された。このように各地点、各アスペリティの影響を受け特徴の違う波形となった。

比較した結果、全体的に予測結果は距離減衰式と良い対応を示しているため妥当であると判断した。しかし中には過小評価されている地点もある。これは、断層最短距離からは近いがアスペリティからの距離は遠いためだと考えられる。

防災上の観点から最悪想定が重要である。そこで図 8 の断層モデルを基本モデルとし、アスペリティの位置の変更を行い都市部で震度が大きくなるような断層モデルを作成することとした。

表 6 断層近傍の計測震度及び震度階

AICH04	AICH05	AICH12	AICH13	AICH14
6.4(+6)	6.0(+6)	5.8(-6)	5.7(-6)	6.8(7)

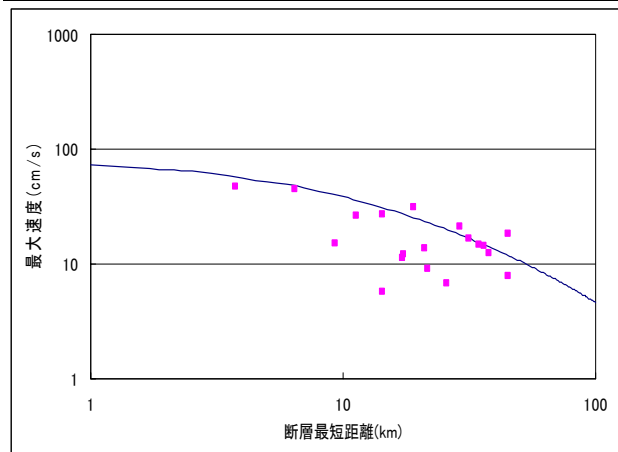


図 11 距離減衰式(司・翠川(1999))との比較
(線:距離減衰式、点:予測結果)

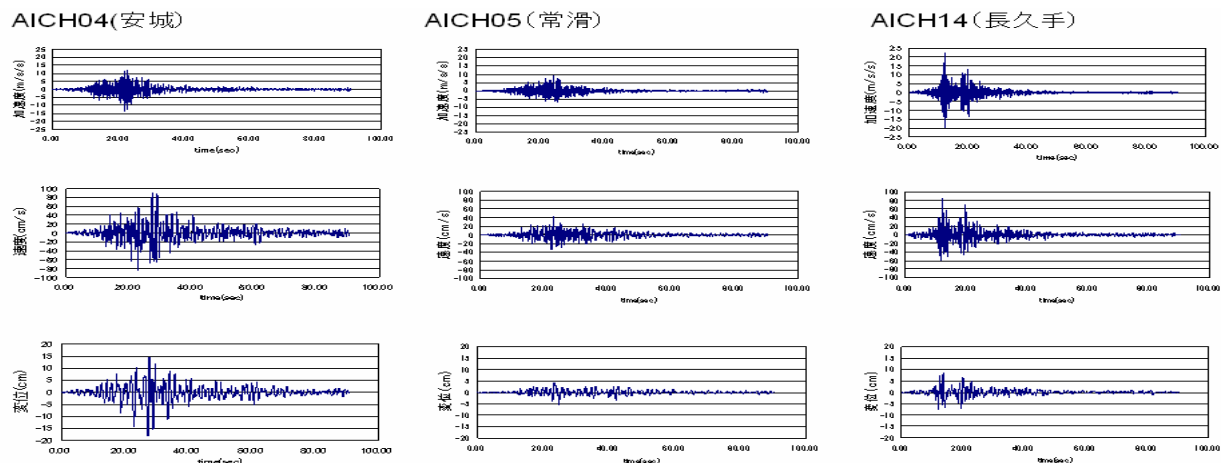


図 10 安城(AICH04)、常滑(AICH05)、長久手(AICH14)についての合成波形
(各地点とも上から加速度、速度、変位波形)

5.5 最悪想定作成

猿投-高浜断層帯においてアスペリティの位置について推定するために必要な情報は得られていないため、任意に変更することが可能である。そこでアスペリティの位置を変更しシミュレーションを行い最も震度が大きくなったものを最悪想定とする。

最悪想定を作成する上で以下の方法を試みた

①アスペリティの深さの変更

基本モデルではアスペリティの位置を地震発生層の上端から深さ3kmの位置においた。そこで深さ0,1,5kmと替え検証を行った。すると、深さを浅くすればするほど基本モデルより全体的に震度が大きくなる結果となった。

表 7 アスペリティの深さの変更による比較

深さ	AICH04	AICH05	AICH12	AICH13	AICH14
0km	6.5(7)	6.0(+6)	5.9(-6)	5.8(-6)	6.8(7)
1km	6.6(7)	5.9(-6)	5.9(-6)	5.7(-6)	6.7(7)
5km	6.5(7)	5.9(-6)	5.8(-6)	5.7(-6)	6.6(7)

②断層 A セグメントのアスペリティの位置の変更

断層 A セグメントのアスペリティの位置を北側・南側一方に寄せることとした。北側に寄せることにより北側の観測点、南側に寄せることにより南側の観測点が基本モデルより震度が大きくなった。

表 8 アスペリティの位置の変更による比較

	AICH04	AICH05	AICH12	AICH13	AICH14
北側寄せ	6.4(+6)	5.9(-6)	5.8(-6)	5.5(-6)	7.1(7)
南側寄せ	6.7(7)	6.0(+6)	6.0(+6)	5.7(-6)	6.9(7)

以上のことをふまえ、図 12,13 のようにアスペリティの位置を地震発生層の上端にくっつけ断層 A セグメントのアスペリティを北側に寄せ豊田市など北部の都市部で震度が大きくなる北部最悪想定、南側に寄せ名古屋市や西三河南部の都市部で震度が大きくなる南部最悪想定を作成した。

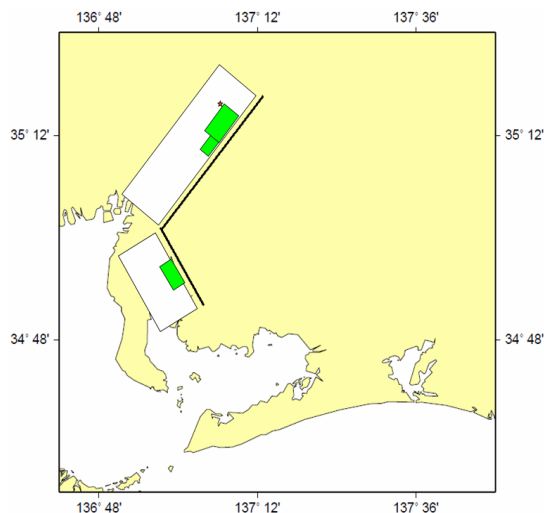


図 12 北部最悪想定断層モデル

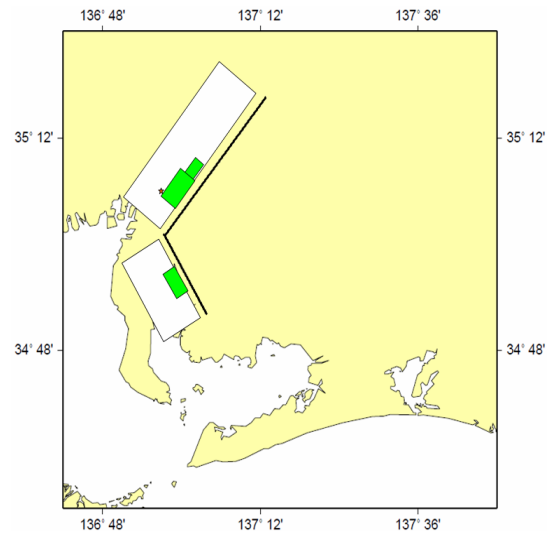


図 13 南部最悪想定断層モデル

5.6 断層近傍の合成波形の作成

震度分布図を作成するにあたり断層近傍の震度分布が重要である。観測点がない場合、鶴来・他(1997)の方法では観測記録を用いたサイト増幅特性の算出は出来ない。そこで観測点以外のサイト増幅特性は SH 波については垂直入射の SH 波動場を、SV 波については P-SV 波動場の応答計算を Haskell の多重反射理論(1960)¹⁰⁾によって求めた。深部地盤及び表層地盤構造は中央防災会議「東南海・南海地震等に関する専門調査会」のデータを使用した。Qs 値、Qp 値に関しては、地域性に依存することから既存の関係式⁸⁾⁹⁾を改良した

$$Q_s = 70V_s \dots\dots\dots (4)$$

$$Q_s = 3Q_p \dots\dots\dots (5)$$

とした。また、地震基盤から地盤モデルまでの増幅度は南部の地点は AICH04、北部の地点は AICH14 の基盤のサイト増幅特性とし多重反射理論によるサイト増幅と合成した。

図 14,15,16 に AICH04 における観測記録から算出した経験的なサイト増幅特性と多重反射理論から算出した理論的なサイト増幅特性を示す。その結果概ね一致しており、理論的なサイト増幅は適用可能と判断した。

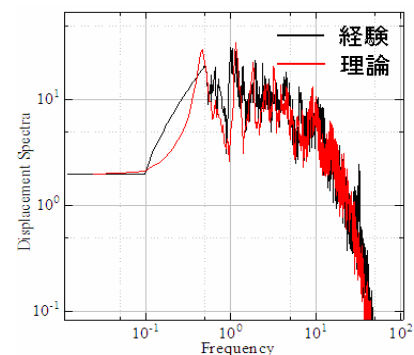


図 14 EW 成分のサイト増幅特性の比較

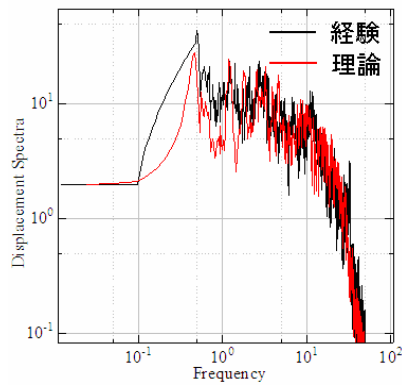


図 15 NS 成分のサイト増幅特性の比較

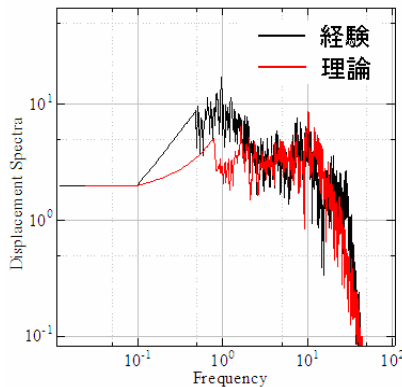


図 16 UD 成分のサイト増幅特性の比較

6 中央防災会議による震度予測との比較

6.1 中央防災会議による震度予測

中央防災会議は図 17,18 のように断層モデルを設定しフローチャートの方法で工学的基盤における波形を求め、工学的基盤における震度から理論的なサイト増幅特性を加味し推計している。本研究では、経験的なサイト増幅特性を加味しているためより精度の高い震度予測が期待できる。図 18 に中央防災会議による震度分布図を示す。

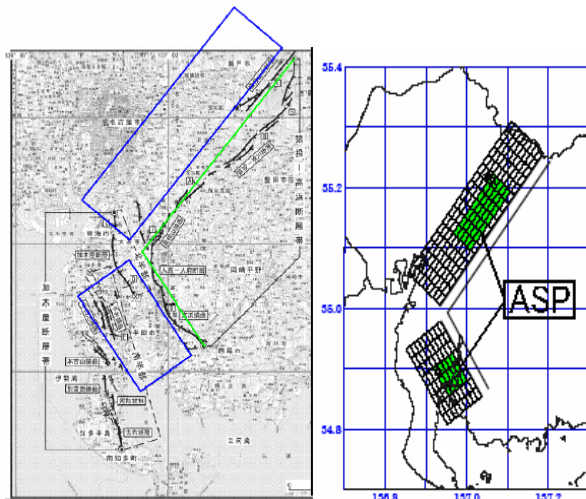


図 17 断層モデル(線:地表トレース、ASP:アスペリティ)²⁾

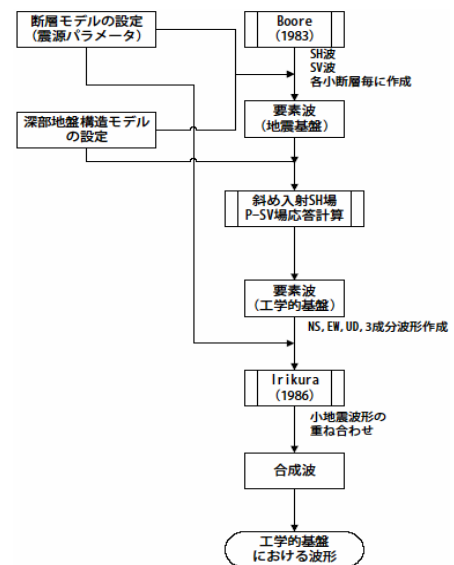


図 18 中央防災会議におけるフローチャート²⁾

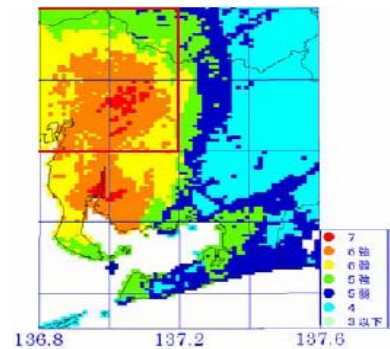


図 18 中央防災会議による強震動予測²⁾

6.2 本研究の震度分布図

図 19,21,23 に基本モデル・南部最悪想定・北部南部想定 of 震度分布図、図 20,22,24 にそれぞれの司・翠川(1999)の距離減衰と工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)における予測結果の最大速度の比較を示す。

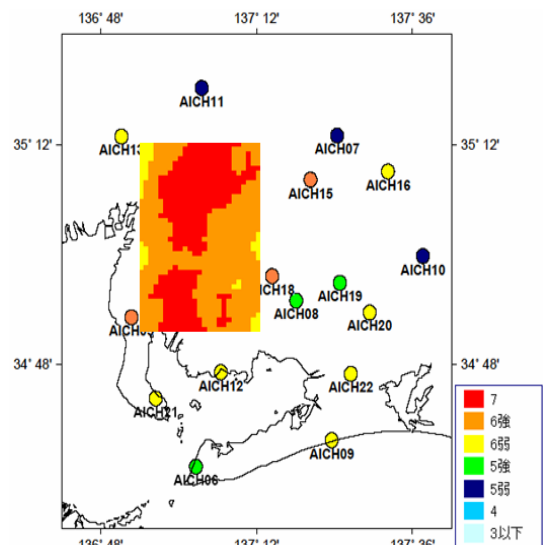


図 19 基本モデルによる震度分布図

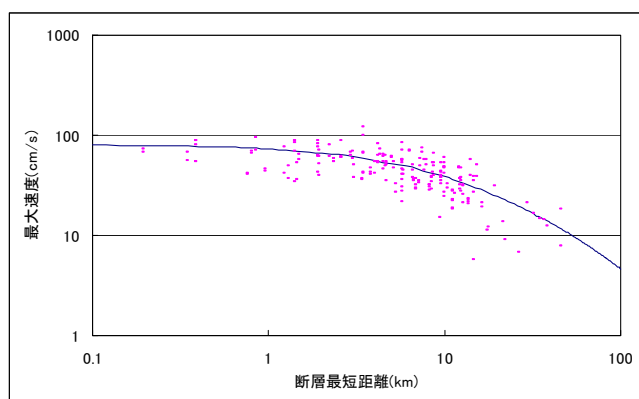


図 20 基本モデルにおける距離減衰式(司・翠川(1999))との比較(線:距離減衰式、点:予測結果)

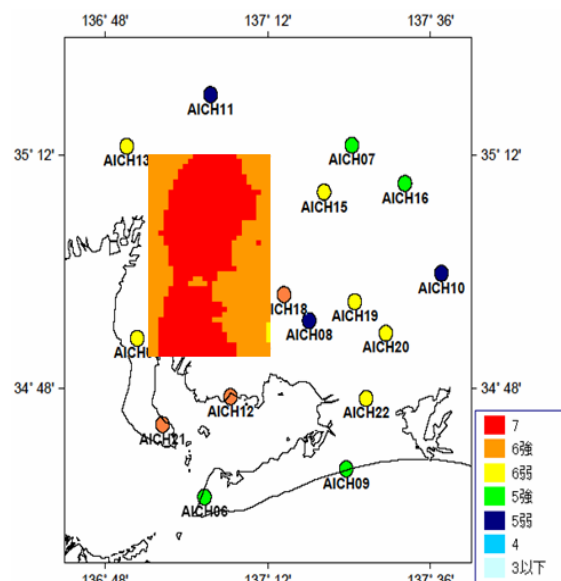


図 23 南部最悪想定による震度分布図

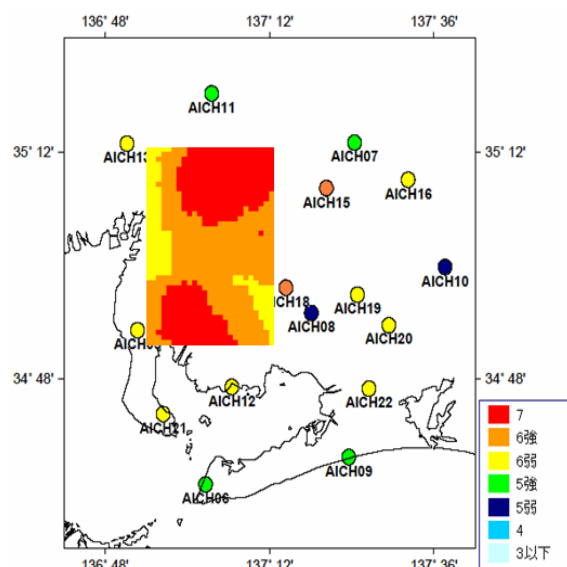


図 21 北部最悪想定による震度分布図

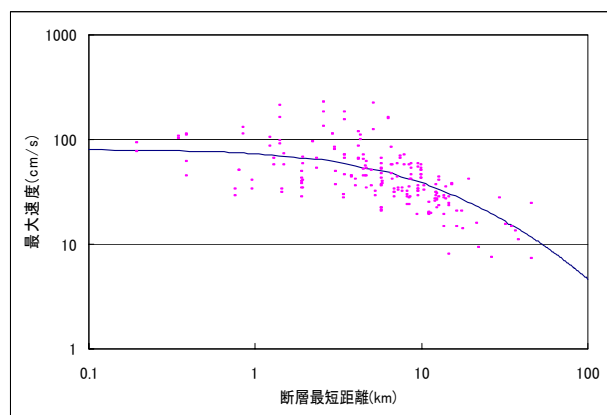


図 22 北部最悪想定における距離減衰式(司・翠川(1999))との比較(線:距離減衰式、点:予測結果)

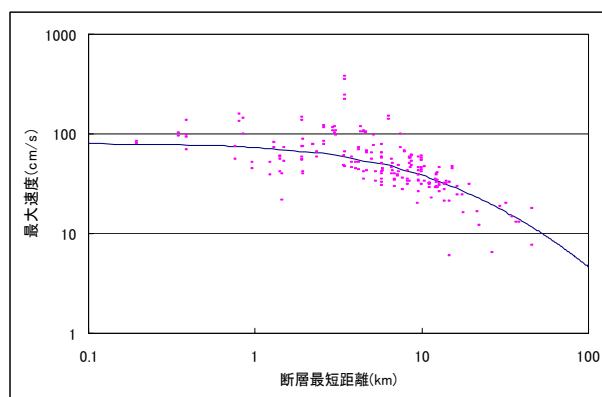


図 24 南部最悪想定における距離減衰式(司・翠川(1999))との比較(線:距離減衰式、点:予測結果)

基本モデルにおける司・翠川(1999)の距離減衰式と工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)の予測結果の最大速度の比較を見ると断層近傍の予測結果においても距離減衰式と良い対応を示しているため妥当であるといえる。また、各最悪想定 of 工学的基盤($V_s=600\text{m/s}$)の最大速度を見ると基本モデルよりも大きくなっていることが分かる。北部最悪想定ではアスペリティを北側に寄せたことによって豊田市方面で基本モデルより震度が大きい結果となり、また南部最悪想定ではアスペリティを南側に寄せたことによって名古屋市方面や西三河中部から南部にかけて震度が大きい結果となった。

6.3 比較

中央防災会議とアスペリティの位置が異なるため、一概に比較することはできないが、断層から遠い東三河平野の観測点において中央防災会議による震度分布図では震度 5 弱や 5 強が分布しているが本研究においては震度 6 弱が分布した。中央防災会議の結果と比べ広い範囲で大きな震度分布とな

っている。これは断層 A においてアスペリティを 2 つに分けこれらの地震波が合成されたことによるものだと考えられる。

7 結論

本研究では、猿投-高浜断層帯における強震動予測分布図及び予測波形を統計的グリーン関数法を用いて作成した。結果を総括すると以下のように結論される。

- (1) 波形合成の結果、地点ごとに特徴のある地震波形を推定することができた。そして、最大速度は、距離減衰式と整合しており、妥当であると考えられる。
- (2) サイト増幅特性を経験的に求めたことで、より現実性の高い地震波形を推定できていると考えられる。
- (3) 中央防災会議とアスペリティの位置が違うため一概に比較はできないが広い範囲で震度の大きい結果となった。
- (4) 北部最悪想定・南部最悪想定を推定したところ、各々、西三河北部と西三河南部で震度が大きくなった。このことにより、当断層による地震発生により、西三河への影響が大きいことが改めて示された。また、名古屋においても震度6強になり、影響が大きいと考えられる。この結果のようにアスペリティの位置によって影響を受ける地域は変わるため、アスペリティの位置は適切におく必要がある。

本研究では、猿投-高浜断層帯においてアスペリティの位置について推定するために必要な情報は得られていないため、任意にアスペリティをおいた。今後猿投-高浜断層帯における情報が得られることで、より精度の高い強震動予想が作成できると考えられる。

謝辞

本研究は、愛知工業大学工学部都市環境学科 正木和明教授、地域防災センター客員教授 入倉孝次郎教授のご指導の下で行った研究成果をまとめたものであります。両教授には、適切なご指導とご教示を頂きました。

愛知工業大学地域防災センター研究員 廣内大助先生には、対象断層の選定のための適切なご意見を頂きました。

愛知工業大学大学院工学研究科 倉橋奨氏には本研究におけるプログラムの作成、適切なご指導とご助言を頂きました。

ここに記して謝意を示します。

参考文献

- 1)地震調査委員会：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価,2003
- 2)中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会(第 26 回)」：中部圏、近畿圏直下の地震の震度分布の公表について,2006
- 3)地震調査委員会：屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について,2004
- 4) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function,Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo, pp151-156, 1986
- 5)鶴来雅人,田居優,入倉孝次郎,小和田明：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討,地震 2,第 50 巻,pp215-227, 1997
- 6)入倉孝次郎：強震動予測レシピ,京都大学防災研究所年報,第 47 号,2004
- 7)司宏俊,翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建築学会構造系論文集,第 523 号,pp63-70,1999
- 8) 吉田治雄,小林喜久二：堆積地盤におけるP 波減衰とS 波減衰の関係,日本建築学会大会学術講演梗概集,B-2, pp183-184, 2002.
- 9)堀川晴央,水野清秀,佐竹健治,関口春子,加瀬裕子,杉山雄一,横田裕,末廣匡基,ArbenPitarka：大阪平野の3次元地盤構造の作成,活断層・古地震研究報告,No.2,pp291-324,2002
- 10) Haskell.N. A. : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, **65**,pp 4147-4150,1960

(受理 平成19年3月19日)